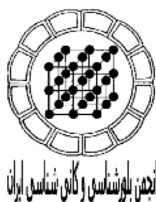
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۹، از صفحهٔ ۷۲۳ تا ۷۳۴



زمین دما – فشارسنجی و سنگ‌زایی پریدوتیت‌های منطقه چهار دهنه، کرانه غربی پهنه مکران، استان هرمزگان

آرش خیابانی مقدم، محمد پوستی*، غلامرضا قدمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

(دریافت مقاله: ۹۸/۷/۱، نسخه نهایی: ۹۸/۱۱/۵)

چکیده: منطقه چهار دهنه در جنوب شرق ایران بخشی از افیولیت‌های مزوزوئیک کمربند کوهزایی آلپ-هیمالایاست که در جنوب غربی کرانه پهنه فرورانش مکران قرار دارد. چهاردهنه شامل سه بخش سنگ شناسی عدسی‌های دونیتی ، هارزبورژیت و لرزولیت است. اسپینل موجود در دونیت‌ها و لرزولیت‌ها از نوع پالئونست آهن‌دار است. اسپینل موجود در لرزولیت‌ها با غنی شدگی از Al^{3+} نسبت به Fe^{3+} بیانگر تبلور آنها در گریزندگی اکسیژن کمتر و فشار بیشتری نسبت به اسپینل‌های دونیت‌ها هستند. الیوین‌های دونیت و لرزولیت‌ها از نوع فورستریت با Mg# برابر با ۸۸-۹۱ است. برپایه شیمی کانی کلینوپیروکسن در هارزبورژیت‌ها، این کانی از یک ماگما با آب ۱۰ درصد و در فشار ۵ کیلوبار در دمای ۱۱۰۰ -۱۲۰۰ $^{\circ}C$ متبلور شده است. پریدوتیت‌های چهاردهنه از نوع ابرفرورانش وابسته به یک گوشته دگرنهاده در محیط کششی پشت قوس هستند.

واژه‌های کلیدی: *افیولیت؛ پریدوتیت؛ کلینوپیروکسن؛ الیوین؛ چهار دهنه؛ مکران.*

مقدمه

منطقه مکران شامل توده‌هایی با روند شرقی - غربی است که از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان ادامه دارد. مرز غربی این کوه‌ها توسط گسل میناب از پهنه برخوردی زاگرس جدا می‌شود و در شرق پس از گذر از بلوچستان پاکستان توسط گسل‌های چپگرد چمن و اورناچ نال کنترل می‌شود. این پهنه نماینده یک پهنه ترادیسی بین پهنه فرورانش مکران و پهنه برخوردی هند-اوراسیاست. از دیدگاه زمین شناسی، پهنه مکران یک زمین درز کهن است که به شکل یک منشور برافزایشی از کرتاسه پسین یا ترشیری پیشین تا عهد حاضر در فرادیواره یک پهنه فرورانش کم‌ژرفا قرار دارد [۱]. تا کنون، پژوهش‌هایی پیرامون منطقه مکران انجام شده است، از جمله صفایی [۲] در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، کانسار کرومیت فاریاب را از نظر زمین‌شیمیایی و زمین شناسی بررسی کرده و کانسارهای کرومیت نوع آلپی را گزارش نمود. صالحی [۳] نیز در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شیمیایی و خاستگاه سنگ‌های فرامافیک کوه گروم رودان را بررسی کرده و پریدوتیت‌های نوع ابرفرورانش را در منطقه گزارش نمود. سکانی و همکاران [۴] ریزفسیل‌ها و نیز سنگ‌های آتشفشانی آمیزه‌های رنگین را بررسی کرده و آنها را براساس سن ریزفسیل‌ها از نظر چینه‌شناسی رده‌بندی کرده و سنگ‌های ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای را گزارش نمودند. با توجه به بررسی‌های کم و پراکنده در منطقه، در این پژوهش روابط سنگ‌شناسی و خویشاوندی دونیت‌های دربرگیرنده لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌های همراه بررسی شد، و سنگ‌زایی واحد پریدوتیتی براساس یافته ها بررسی گردید.

جایگاه زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در بخش غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ چهارگوش میناب [۵] واقع است. منطقه چهار دهنه از نظر جغرافیایی در شمال شهرستان رودان و دشت

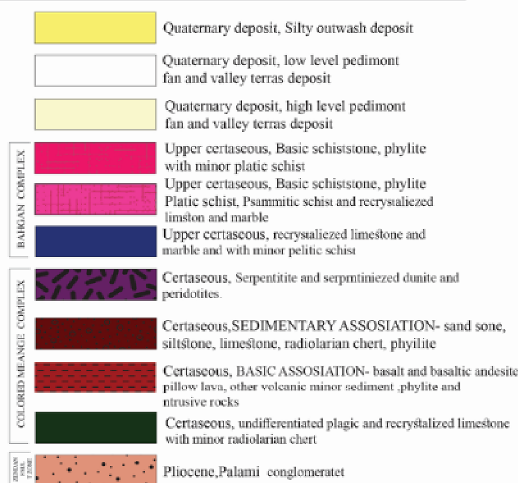
*نویسنده مسئول، تلفن-نمابر: ۰۷۶۳۳۷۱۱۰۳۰، پست الکترونیکی: m.poosti@yahoo.com

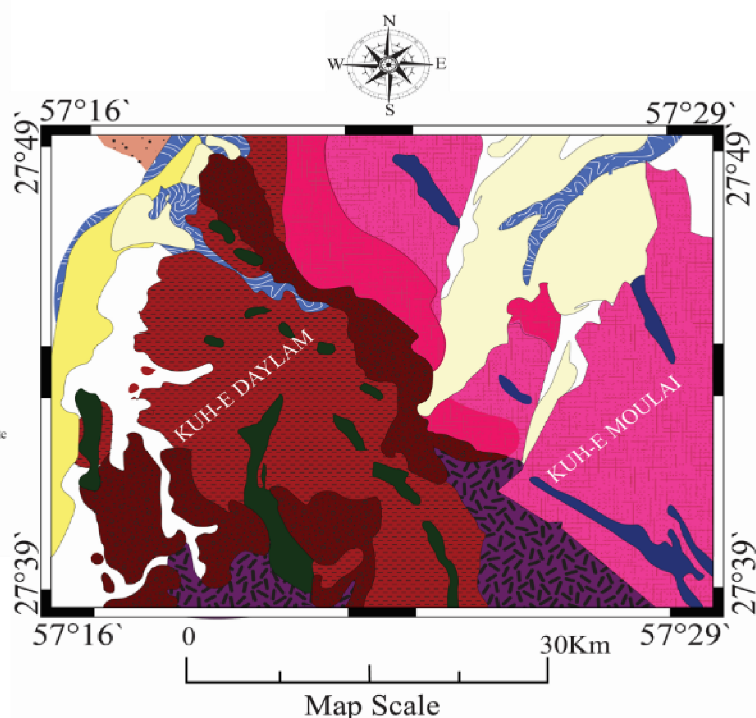
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]

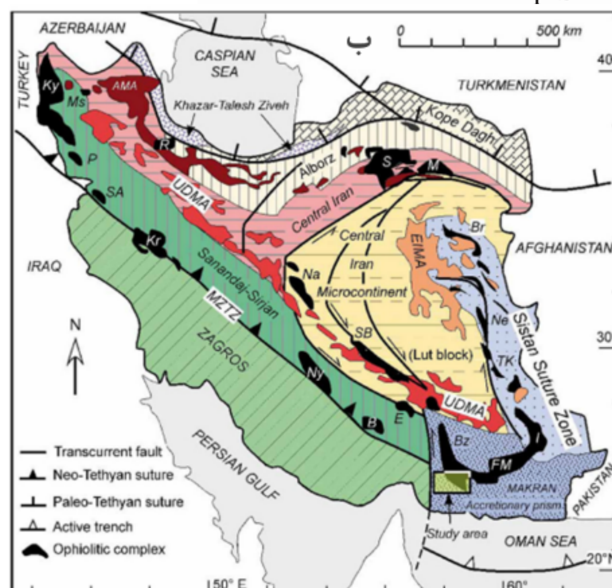
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

رودان، بین طول های جغرافیایی'۵۷°۱۵ تا '۵۷°۳۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۲۷°۱۵ تا '۲۷°۳۰ شمالی قرار دارد (شکل ۱). منطقه مورد بررسی در جنوب توسط گسل دستجرد از مجموعه سرخ بند و در شمال توسط گسل رودان از مجموعه دگرگونی بجگان مجزا شده است [۶].

براساس پیمایش‌های صحرایی و بررسی‌های نقشه‌ای، سنگ‌های منطقه شامل سه گروه سنگی به ترتیب فراوانی هارزبورژیت ، دونیت و لرزولیت هستند (شکل‌های ۱ الف و ۲ ب، پ). هارزبورژیت‌ها با رنگ قهوه‌ای تیره در سطح هوازده و پستی و بلندی خشن و زاویه‌دار با دونیت‌ها دارای برخوردگاه تیز هستند. عدسی‌های دونیتی قطعه‌های کوچک لرزولیت‌ها را دربرگرفته‌اند و بر اثر فعالیت‌های شدید زمین‌ساختی، توده‌های نام برده گسلیده شده و نیز دستخوش دگرسانی بستر اقیانوسی شده‌اند (شکل‌های ۲ الف و ت).







شکل۱ الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه چهار دهنه و ب) نقشه تقسیم پهنه‌های ساختاری ایران برگرفته از مرجع [۳] که منطقه مورد بررسی با مستطیل زرد رنگ مشخص شده است.



شکل ۲ لف) دونیت‌های منطقه چهاردهنه در سطح هوازده و تازه، ب) دور نمای منطقه که واحدهای سنگی با خطوط رنگی از هم تفکیک شده‌اند، پ) دور نمای کلی منطقه و پهنه برشی ناشی از فعالیت های زمین‌اختی در دونیت‌ها و ت) شواهد فعالیت‌های دگرسانی بستر اقیانوسی و رگچه‌های سرپانتینی در پریدوتیت‌های منطقه چهاردهنه.

روش پژوهش

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های فرامافیک منطقه چهاردهنه، چهار نمونه از سنگ‌های منطقه برای تجزیه نقطه‌ای ریزپردازشی به آزمایشگاه کانی شناسی شرکت کانساران بینالود ارسال شدند. ۱۸ نقطه نیز به روش ریزپردازش با کاوشگر پرتوی X (XPMA) با دستگاه HORIBA, XGT-7200 (با ولتاژ شتاب دهنده ۵۰ کیلوولت و شمارش ۸۰ ثانیه) تجزیه شدند. در سنگ‌های ابرمافیک توالی گوشته‌ای فرامافیک منطقه چهار دهنه، هیچ گونه بلور پلاژیوکلازی وجود ندارد و فازهای سیلیکاتی عمده موجود در این سنگ‌ها بیشتر الیوین، پیروکسن و کانی فرعی اسپینل کروم دار هستند (جدول‌های ۱-۳).

سنگ‌نگاری

دونیت‌ها

دونیت‌ها تقریبا۴۰ درصد از سنگ‌های مورد بررسی در منطقه چهار دهنه رودان را شامل می‌شوند. براساس مرجع [۷]، دونیت‌ها درواقع فراورده نهایی یک سامانه سه‌تایی Fo-Di-En هستند. در این مدل، ترکیب در نقطه همگدازی لرزولیتی است و با پیشرفت فرآیند ذوب‌بخشی، نخست مقدار کلینوپیروکسن و سپس ارتوپیروکسن در مذاب باقی مانده کاهش می‌یابد و سرانجام مذاب باقی مانده سرشار از الیوین و مقدار کمی ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن است. از این رو، دونیت‌ها با مودال بالای کانی اولیوین (بیش از ۷۵ درصد وزنی) در مقایسه با هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها در برابر فرآیندهای فرسایشی و دگرسانی ناپایدارتر هستند و به راحتی در اثر هوازدگی و نیروهای زمین‌ساختی، دستخوش درجه‌های بالاتری از سرپانتینی شدن می‌شوند. کانی‌های تشکیل دهنده دونیت‌ها شامل الیوین (بیش از ۸۵ ٪ حجمی)، ارتوپیروکسن (۲ تا ۳ ٪ حجمی)، کروم اسپینل (۵٪ حجمی) و کانی‌های سرپانتین، طلق و کلریت هستند. بافت دونیت‌ها بیشتر دانه شکفتی است (شکل ۳ الف) و در برخی مقاطع دورتر از پهنه‌های برشی که کمتر در معرض فعالیت‌های دگرسانی قرار گرفته‌اند، بافت دانه-ای نیز دیده می‌شود.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن (برحسب درصد وزنی)

نمونه	A127bp7	A127bp6	A127bp5	A127bp4	A127bp3	A127bp2	A127
سنگ	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت
SiO_2	۴۶٫۶۲	۴۵٫۷۳	۴۷٫۵۸	۴۷٫۳۳	۴۶٫۱۹	۴۵٫۵۸	۴۵٫۳۱
TiO_2	۰	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۱
Al_2O_3	۰٫۹۷	۱٫۳۳	۱٫۵۹	۱٫۴۴	۱٫۲۴	۰٫۹۱	۰٫۸۵
Cr_2O_3	۱٫۰۸	۱٫۱۷	۱٫۱۳	۱٫۱۶	۱٫۰۷	۱٫۲۵	۱٫۲۸
FeO	۶٫۰۶	۶٫۱۲	۵٫۹۵	۵٫۵۱	۶٫۲۲	۶٫۳۱	۷٫۰۱
MnO	۰٫۲۸	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۲	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۴
MgO	۱۳٫۹۸	۱۶٫۱۸	۱۳٫۸۸	۱۳٫۱۳	۱۵٫۱۵	۱۲٫۶۱	۱۴٫۴۶
CaO	۳۰٫۹۵	۲۸٫۹۱	۲۹٫۵۱	۳۰٫۹۸	۲۹٫۶۳	۳۲٫۰۸	۳۰٫۷۳
Na_2O	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مجموع	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹	۹۹٫۸۹	۹۹٫۹۷	۹۹٫۰۲	۱۰۰
کاتیون ها براساس ۶ اتم اکسیژن							
Si	۱٫۷۸۷	۱٫۷۴۸	۱٫۸۰۹	۱٫۸۰۶	۱٫۷۶۷	۱٫۷۷۶	۱٫۷۴۸
Ti	۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Al	۰٫۰۴۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷۱	۰٫۰۶۵	۰٫۰۵۶	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹
Cr	۰٫۰۳۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۹
Fe_3	۰٫۰۹۷	۰٫۰۹۹	۰٫۰۹۴	۰٫۰۸۷	۰٫۱	۰٫۱۰۱	۰٫۱۱۲
Fe_2	۰٫۰۸۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸۵	۰٫۰۷۹	۰٫۰۹۱	۰٫۰۹۲	۰٫۱۰۲
Mn	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸
Mg	۰٫۷۹۹	۰٫۹۲۲	۰٫۷۸۷	۰٫۷۴۷	۰٫۸۶۴	۰٫۷۳۲	۰٫۸۳۲
Ca	۱٫۲۷۱	۰٫۱۸۴	۱٫۲۰۲	۱٫۲۶۷	۱٫۲۱۴	۱٫۳۳۹	۱٫۲۷۱
Na	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Tot/cat/	۴٫۱۲۷	۴٫۱۵	۴٫۹۱	۴٫۹۶	۴٫۱۳۶	۴٫۱۳۱	۴٫۱۵۴
Wo	۵۶٫۳۹	۵۱٫۵۸۲	۵۵٫۴۶۶	۵۸٫۱۱۱	۵۳٫۵۲	۵۹٫۱۴۲	۵۴٫۸۴۱
En	۳۵٫۴۴۱	۴۰٫۱۶۸	۳۶٫۳	۳۴٫۲۶۸	۳۸٫۰۷۶	۳۲٫۳۴۶	۳۵٫۹۰۶
Fs	۸٫۱۶۹	۸٫۲۵۱	۸٫۲۳۴	۷٫۶۲۱	۸٫۴۰۵	۸٫۵۱۲	۹٫۲۵۳
AlT(Z)	۰٫۰۴۳۸	۰٫۰۵۹۹	۰٫۰۷۱۳	۰٫۰۶۴۸	۰٫۰۵۵۹	۰٫۰۴۱۸	۰٫۰۳۸۷

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی الیوین.

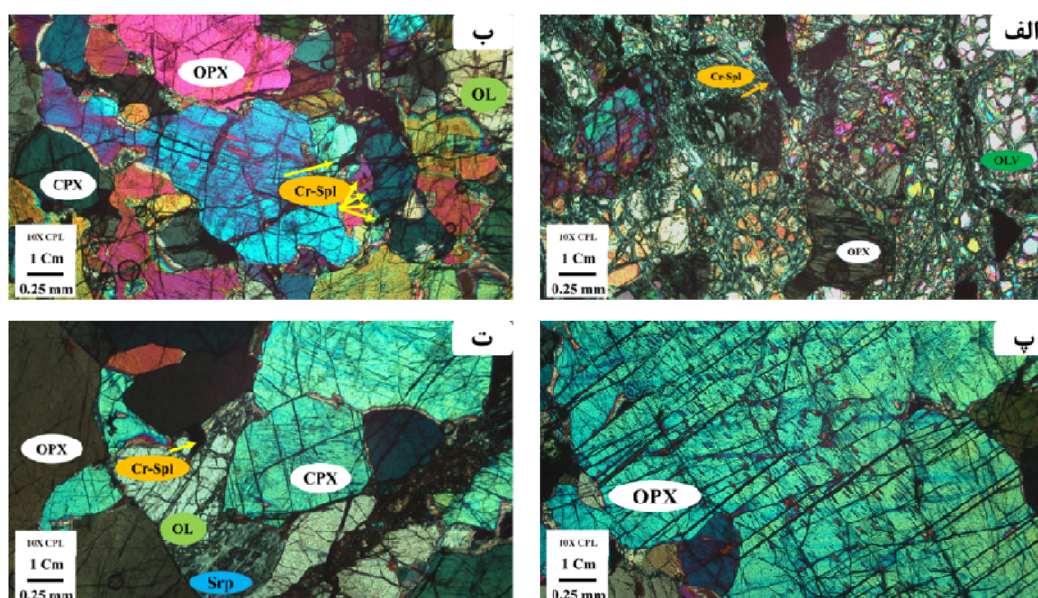
نمونه	A127P13	A106P13	A106P5	A106P3	A106P4	A106P14
سنگ	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت	دونیت	دونیت	دونیت
SiO_2	۴۸٫۶۵	۳۸٫۳۸	۳۹٫۹۳	۳۸٫۹۶	۵۲٫۷۱	۳۵٫۹۸
TiO_2	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۹	۰
Al_2O_3	۰	۰	۰	۰	۲٫۵۲	۰
Cr_2O_3	۰	۰	۰	۰	۰٫۷۶	۰
FeO	۱۰٫۶۶	۱۶٫۷۱	۱۶٫۳۵	۱۷٫۴۸	۱۵٫۱۳	۱۷٫۷۹
۴۵٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۹	۰٫۲۴
MgO	۳۹٫۵۱	۴۳٫۶۳	۴۲٫۲۲	۴۱٫۹۹	۲۹٫۶۹	۴۵٫۳۱
CaO	۰٫۵۶	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۵۴	۱٫۱۹	۰٫۱۹
مجموع	۹۹٫۷۲	۹۹٫۱۹	۹۸٫۹۹۴	۹۸٫۹۷۱	۹۹٫۴۴۸	۹۹٫۰۴۶
اعضای نهایی						
Te	۰٫۴۰۱	۰٫۲۹۱	۰٫۲۸۹	۰٫۲۷۵	۰٫۴۴۳	۰٫۲۴۹
Fo	۸۷٫۱۵۹	۸۲٫۶۶۲	۸۲٫۴۶۵	۸۱٫۲۹۲	۷۹٫۸۶۴	۸۲٫۷۳۳
Fa	۱۱٫۵۵۲	۱۶٫۸۰۳	۱۶٫۹۵۲	۱۷٫۶۸۲	۱۷٫۳۹۲	۱۶٫۷۶۹
Ca-Ol	۰٫۸۸۸	۰٫۲۴۵	۰٫۲۹۵	۰٫۷۵۱	۲٫۳۰۱	۰٫۲۴۹
کاتیون ها براساس ۴ اتم اکسیژن						
Si	۱٫۱۵۹	۰٫۹۶۶	۱٫۰۰۱	۰٫۹۸۳	۱٫۲۴۹	۰٫۹۱۶
Ti	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۲	۰
Al	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۷	۰
Cr	۰٫۰۱۵	۰	۰	۰	۰٫۰۱۴	۰
Fe3	۰٫۰۹۸	۰٫۱۷۴	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۸۲
Fe2	۰٫۰۸۸	۰٫۱۵۹	۰٫۱۵۴	۰٫۱۶۴	۰٫۱۰۹	۰٫۱۶۶
Mn	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵
Mg	۱٫۴۰۳	۱٫۶۳۷	۱٫۵۷۸	۲۱۱۸۶	۱٫۰۴۸	۰٫۷۱۹
Ca	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳	۰٫۰۰۵
Tot/cat	۲٫۷۸۴	۲٫۹۴۷	۲٫۹۱۴	۲٫۹۲۷	۲٫۶۴۸	۲٫۹۹۳
MG#	۸۸٫۰۷	۸۹٫۱۶۲	۸۷٫۰۸۷	۹۰٫۶۱۶	۹۰٫۶۰۵	۹۱٫۱۹۷

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی اسپینل.

نمونه	A127P3	A127P2R	A127CP1	A103P10	A103P8	A103P5R
سنگ	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت	دونیت	دونیت	دونیت
SiO_2	۳/۶۳	۳/۴۱	۶/۹۲	۵/۰۸	۲۴/۴۷	۸/۷۵
TiO_2	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۱
Al_2O_3	۲۰/۵۵	۲۲/۵	۱۵/۳۹	۱۹/۴۶	۹/۳۱	۱۰/۶۱
Cr_2O_3	۲۴/۶۹	۲۶/۴۹	۲۲/۳۲	۳۰/۶۴	۲۰/۰۳	۲۵/۶۹
FeO	۳۶/۲۴	۳۲/۹۶	۳۹/۶۱	۳۰/۳۵	۲۹/۱۱	۴۱/۱۶
MnO	۰	۰/۲	۰/۱	۰	۰/۲۲	۰
MgO	۱۳/۷۵	۱۳/۳۲	۱۴/۶۵	۱۵۳۱۱	۱۶/۱۳	۱۱۶۲۸
total	۹۸/۹۹	۹۹/۰۹	۹۹/۷۴	۹۸/۳۵	۱۰۰	۹۸/۱۹
کاتیون بر اساس ۴ اتم اکسیژن						
Si	۰/۱۱۲	۰/۱۰۴	۰/۲۱۴	۰/۱۵۶	۰/۶۸۱	۰/۲۷۹
Ti	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Al	۰/۷۴۷	۰/۸۰۹	۰/۵۶۲	۰/۷۰۴	۰/۳۰۶	۰/۳۹۹
Cr	۰/۶۰۲	۰/۶۳۹	۰/۵۴۷	۰/۷۴۴	۰/۴۴۱	۰/۶۴۸
Fe3	۰/۴۶۳	۰/۴۱۸	۰/۵۱۱	۰/۳۹۹	۰/۳۷۱	۰/۵۵۱
Fe2	۰/۴۲۱	۰/۳۸	۰/۴۶	۰/۳۴۴	۰/۲۸	۰/۵۰۱
Mn	۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰	۰/۰۰۵	۰
Mg	۰/۶۳۲	۰/۶۰۶	۰/۶۷۷	۰/۵۶۸	۰/۶۷	۰/۵۳۸
Tot/cat/	۲/۹۷۹	۲/۹۶۲	۲/۹۷۴	۲/۹۱۸	۲/۷۵۷	۲/۹۱۹
Mg#	۰/۶	۰/۶۱۵	۰/۵۹۶	۰/۶۲۳	۰/۷۰۵	۰/۵۱۸
Fe#	۳۹/۹۵۲	۳۸/۵۰۸	۴۰/۴۴۳	۳۷/۶۹۳	۲۹/۵۲	۴۸/۲
Fe^{3+}	۲۵/۵۴۲	۲۲/۳۷۵	۳۱/۵۴۱	۲۱/۵۹۴	۳۳/۱۹۲	۳۴/۴۷۱
Cr#	۴۴/۶۲۹	۴۴/۱۲۸	۴۹/۳۱۴	۵۱/۳۶۸	۵۹/۰۷۱	۶۱/۸۶۵
Mg#	۶۰/۰۴۸	۶۱/۴۹۲	۵۹/۵۵۷	۶۲/۳۰۷	۷۰/۴۸	۵۱/۸



شکل ۳ تصاویر میکروسکپی الف) یک سنگ دونیت با بافت دانه‌شکفتی بر اثر دگرسانی شدید در دونیت‌ها، ب) یک سنگ هارزبورژیت با حضور درشت بلورهای ارتوپیروکسن با میانبارهای بی شکل کانی کروم اسپینل و آثار خاموشی موجی بر اثر وجود فشارهای زمین ساختی طی تشکیل کانی‌ها، پ) زمین ساختی ارتوپیروکسن دربردارنده تیغه های جدایشی از جنس کلینوپیروکسن در یک نمونه هارزبورژیت و ت) یک نمونه لرزولیت با کلینوپیروکسن‌های نیمه خودشکل و کانی ثانویه سرپانتین همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع ثبت شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

هارزبورژیت‌ها

هارزبورژیت‌ها بخش عمده‌ای از سنگ های منطقه چهاردهنه را تشکیل میدهند و از نظر شکل ساختاری دارای ستیغ های تیز با دامنه‌های پرشیب هستند. بافت هارزبورژیت‌ها بیشتر دانه ای و دربردارنده بلورهای خود شکل تا نیمه خود شکل اولیوین (۴۰ درصد حجمی) و ارتوپیروکسن (۳۰درصد حجمی) هستند و کانی فرعی کروم‌اسپینل (۱۵ درصد حجمی) به‌صورت نیمه خودشکل و بی‌شکل و گاهی به‌صورت میانبار در کانی پیروکسن دیده میشود (شکل ۳ ب). دگرسانی در برخی از سطوح نزدیک به درزه ها پیشرفته تر بوده و آثار رگچه‌های سرپانتینی شده و تبلور کانی‌های ثانویه نیز مشهود است. از دیگر پدیده‌های موجود در ارتوپیروکسن‌ها، آثار تیغه‌های جدایشی به احتمال بسیار از جنس کلینوپیروکسن بر روی سطح کانی ارتوپیروکسن است (شکل ۳ پ).

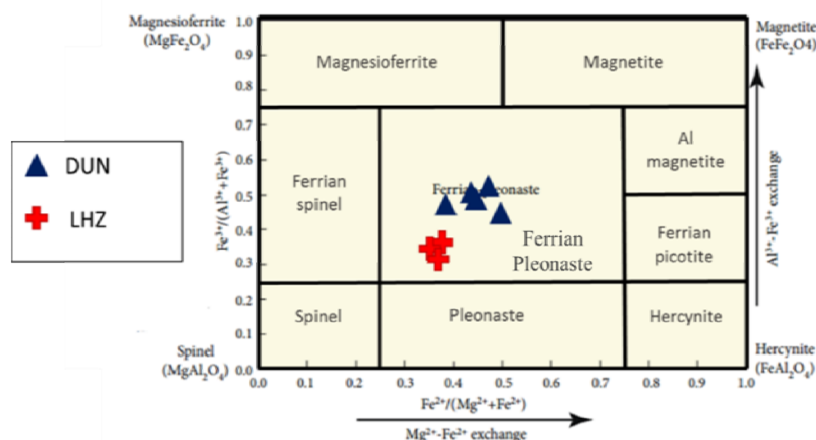
لرزولیت‌ها

لرزولیت‌ها گروهی از سنگ‌های گوشته هستند که گمان می‌رود که بخشی عمده‌ای از گوشته از سنگی با چنین ترکیب کانی-شناسی تشکیل شده است [۷]. لرزولیت‌های منطقه چهاردهنه دارای حدود ۴۰-۴۵ درصد الیوین، ۳۰-۳۵ درصد ارتو پیروکسن و ۱۰-۱۵ درصد کلینوپیروکسن کلسیم-کروم دار هستند (شکل ۳ ت). در صورتی که کانی آلومینیوم‌دار موجود در سنگ گارنت باشد، ان سنگ گارنت لرزولیت نامیده می‌شود، اما اگر کانی سرشار از آلومینیوم اسپینل باشد، نام اسپینل لرزولیت را برای سنگ در نظر می‌گیرند [۷]. لرزولیت‌های مورد بررسی به دلیل حضور کانی اسپینل لرزولیت نامیده می‌شوند. سطح تازه لرزولیت‌ها به دلیل وجود کانی‌های گروه پیروکسن و الیوین به رنگ سبز زیتونی تیره تا مایل به سیاه قابل شناسایی است و بافت آنها بیشتر دانه‌ای است. لرزولیت‌ها در منطقه چهاردهنه بصورت توده‌های کوچک پراکنده ۳-۷ متری رخنمون دارند (شکل ۲ پ).

شیمی کانی

اسپینل

اسپینل ($MgAl_2O_4$) و هرسینیت ($FeAl_2O_4$) اعضای انتهایی یک محلول جامد غنی از آلومینیوم گروه کانی‌های اسپینل هستند که به ندرت بصورت خالص در طبیعت یافت می شوند. از طرفی، اگر نسبت تبادل یون Fe^{2+} با Mg^{2+} در این محلول جامد ۱ به ۳ باشد، کانی اسپینل تشکیل شده پالئونست نام دارد [۸]. میانگین مقدار FeO در کانی اسپینل موجود در لرزولیت‌ها ۲۵٫۲۸ درصد وزنی و در دونیت‌ها با مقداری افزایش ۳۳٫۵۴ درصد وزنی است. در این راستا، میانگین مقدار Al_2O_3 در اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها ۱۹٫۴۸ درصد وزنی و در دونیت‌ها با کمی کاهش ۱۳٫۱۲ درصد وزنی است. باتوجه به غنی شدگی اسپینل موجود در دونیت‌ها از Fe، می‌توان گفت که یون Fe^{3+} طی پیشرفت ذوب‌بخشی و کاهش فشار از مذاب خارج شده و در ساختار کانی اسپینل قرار می‌گیرد. غنی شدگی اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها از یون Fe نشانگر تشکیل آنها در فشار کمتر (اعماق کمتر) و گریزندگی بیشتر اکسیژن است، اما اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها با غنی شدگی از یون Al^{3+} (شکل ۴) بیانگر تشکیل لرزولیت‌ها در فشار بالاتر (اعماق بیشتر) و گریزندگی کمتر اکسیژن است (شکل ۱ الف). در این محلول جامد، جانشینی کانی اسپینل به این صورت است که در قسمت‌های عمیق‌تر گوشته به دلیل فشار بیشتر و گریزندگی کمتر اکسیژن عنصر Al جایگاه Fe را در ساختار کانی اسپینل اشغال میکند و طی صعود پریدوتیت‌ها به بالا که با کاهش فشار و افزایش گریزندگی اکسیژن همراه است، یون Fe جایگاه Al را اشغال می‌کند [۹].



شکل ۴ نمودار تعیین نوع اسپینل‌ها [۹] که براساس آن اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها و لرزولیت‌ها در گستره پالئونست آهن‌دار قرار دارند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

الیوین

برپایه نمودار مرجع [۱۰]، ترکیب شیمیایی الیوین‌های موجود در دونیت‌ها و لرزولیت‌های منطقه چهار دهنه ،از جمله MnO با درصد وزنی ۰٫۳۳ تا۰٫۲۳ و Mg# برابر با ۸۸-۹۱ و مقدار FeO برابر با ۱۷-۱۰ درصد وزنی، همه از نوع فورستریت هستند (شکل ۵). استفاده از نمودار عدد منیزیم موجود در الیوین‌ها نسبت به عددکروم کانی اسپینل روش خوبی برای تعیین خاستگاه سنگ است که در ادامه توضیح داده می‌شود.

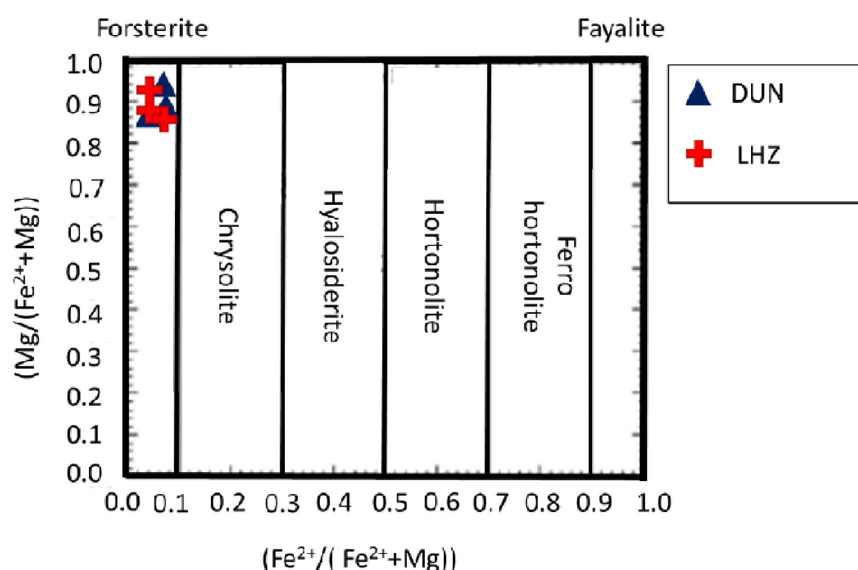
کلینو پیروکسن

فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌ها محاسبه شده بر اساس ۴ کاتیون برای ۶ اکسیژن به ترتیب (Mg,Fe^{2+},Ca,Na) (Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al) $(Si,Al)_2O_6$ و (Mg,Fe^{2+},Ca,Na) (Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al) $(Si,Al)_2O_6$. هستند. Mg# کلینوپیروکسن‌های هارزبورژیت و لرزولیت‌های واحد پریدوتیتی منطقه چهار دهنه حدود (۸۱-۹۰) است.

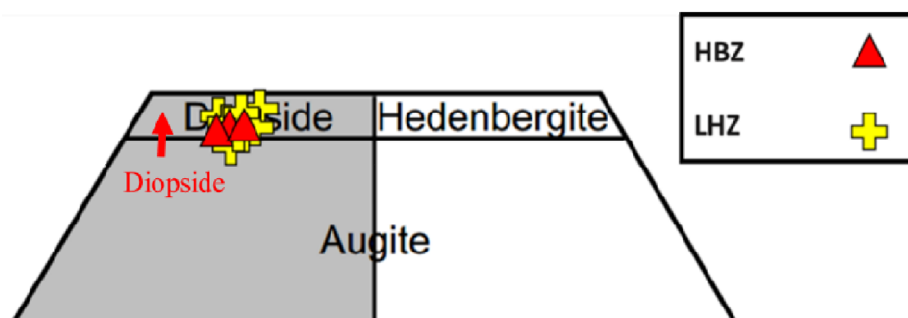
مقدار Cr_2O_3 آنها بین ۱ تا ۱٫۵ درصد وزنی متغییر بوده و مقدار TiO_2 در این پیروکسن‌ها کمتر از ۲ درصد وزنی است که نشان دهنده ماهیت تهی شده سنگ‌های گوشته‌ای از عناصر ماگما دوستی مانند تیتانیوم است [۱۱]. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های هارزبورژیت و لرزولیت‌های منطقه چهاردهنه براساس نمودار سه تایی ارائه شده در مرجع [۱۲] (شکل ۶) در گستره دیوپسید قرار دارد. در نمودار مرجع [۱۲] (شکل ۷)، که برای تعین نوع پیروکسن‌های آهنی، کلسیمی، منیزیمی و پیروکسن‌های فلسی یا به اصطلاح قلیایی است، همه نمونه‌ها در گستره پیروکسن‌های آهن-منیزیوم-کلسیم (Quad) و یا پیروکسن‌های با کلسیم و منیزیم بالا قرار دارند [۱۳].

$$XPT = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO_{(tot)} - 0.052MnO - 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

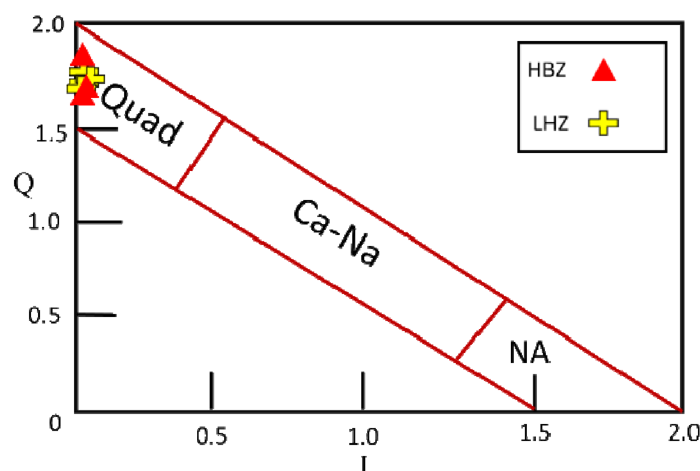
$$YPT = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO_{(tot)} + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$



شکل۵ نمودار تعیین نوع الوین ها [۱۰] که بر پایه آن ترکیب الیوین‌های همه نمونه‌ها مورد بررسی در گستره فورستریت قرار دارند.



شکل ۶ نمودار تعیین نوع کلینوپیروکسن‌ها [۱۲] که براساس آن، ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه در گستره دیوپسید است.



شکل ۷ نمودار تعیین نوع شیمی و محیط تشکیل کانی کلینوپیروکسن [۱۲] که بر پایه آن کلینوپیروکسن‌ها در گستره Quad قرار دارند ($J=2Na$, $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$).

تعیین محیط زمین‌ساختی ماگمایی و زمین دما-فشارسنجی

کلینوپیروکسن: استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌های گروه پیروکسن از ابزارهای کاربردی در دما-فشار سنجی سنگ‌های آذرین است. برپایه هم‌دماهای سولووسی در چهار ضلعی En-Fs-Di-Hd [۱۴]، دمای تبلور کانی کلینوپیروکسن‌های هارزبورژیت و لرزولیت‌های چهاردهنه بین ۱۱۵۰-۱۲۰۰ درجه است. براساس مدل مرجع [۱۵]، فشار تبلور با مقدار آب ۱۰ درصد وزنی ۵ کیلوبار ماگما است (شکل ۸). در این راستا، براساس پژوهش‌های انجام شده [۱۶]، پیروکسن‌های منطقه در گستره دمایی ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند که با نتایج دماسنجی روش پیشین را همخوانی دارد (شکل ۸ پ).

پژوهشگرانی نیز براساس داده های تجزیه نقطه‌ای، یک روش فشارسنجی ارائه دادند [۱۶]. براساس این فشارسنج، پیروکسن‌های لرزولیت و هارزبورژیت‌های چهاردهنه در گستره فشار ۲ تا ۶ کیلوبار متبلور شده‌اند (شکل ۸ ت) که این به همراه یافته‌های دیگر از فشارسنجها (شکل ۸ ب)، درستی نتایج بدست آمده را تائید می‌کنند.

از آنجا که اسپینل دربرابر فرسایش و فرآیندهای پسا-ماگمایی مقاوم است، شیمی کانی آن شاخص خوبی برای دماسنجی در علم زمین‌شناسی بشمار می‌رود. گزارش شده است که اسپینل‌های دونیت و لرزولیت‌های منطقه چهاردهنه در گستره دمایی ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند [۱۷] و همچنین نسبت مقدار Fe^{3+}/Fe^{2+} در مذاب طی تبلور کانی اسپینل ۱ به ۳ است و این نسبت با کاهش دمای ماگما تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد بین فاز جامد و مذاب ۱:۱ می‌شود [۱۸،۱۷].

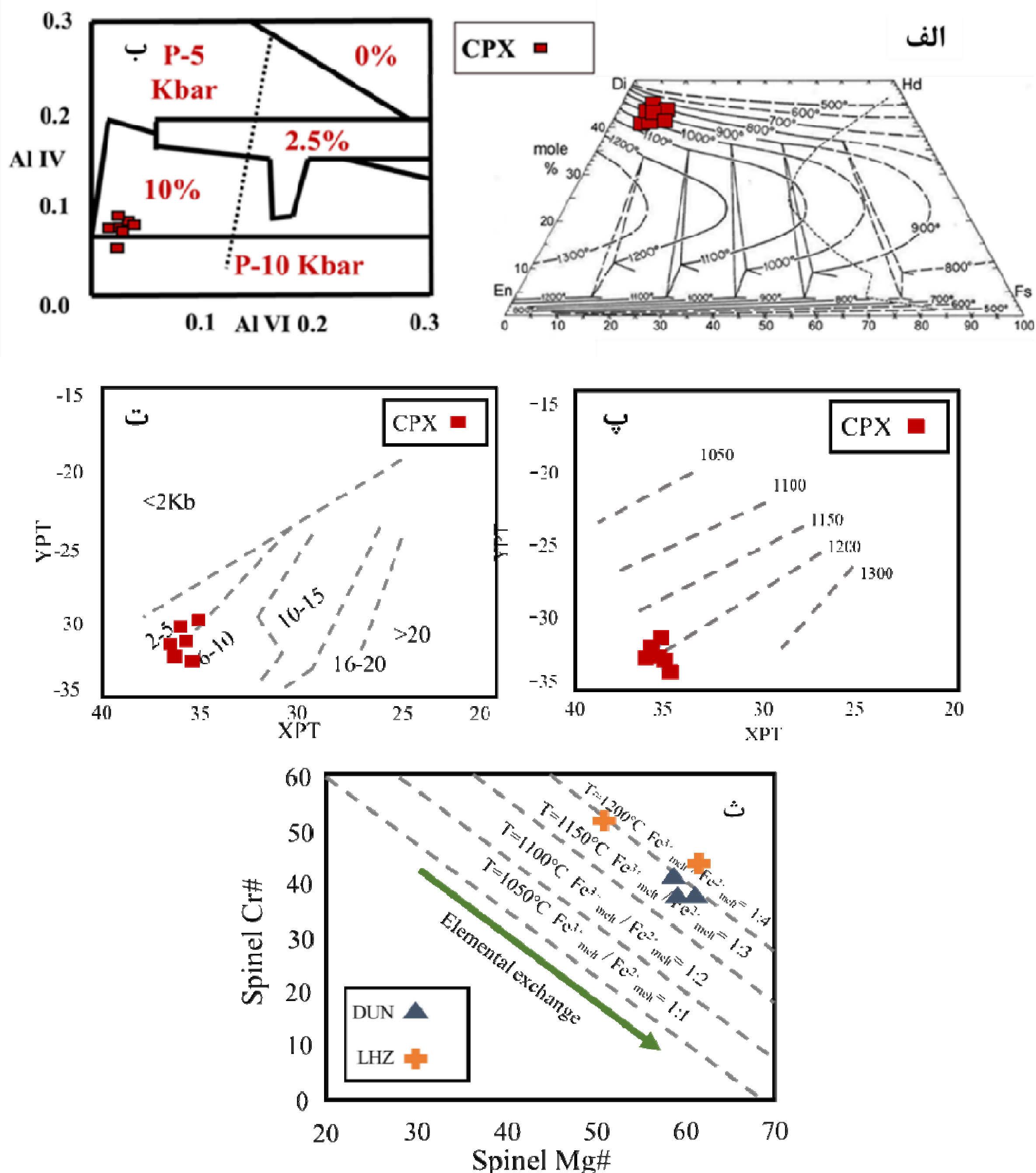
الیوین و اسپینل (پالئونست): بر اساس شکل‌های ۹ الف و ب، لرزولیت و دونیت های منطقه چهاردهنه برآمده از ذوب بخشی ۲۵ درصدی یک گوشته فقیر از تیتانیوم در یک محیط ابرفرورانش هستند [۱۹-۲۱]، با توجه به شکل‌های ۹ پ و ت [۲۲]، دونیت ها نیز با پیروی از روند واکنشی دونیت ها و میزان ذوب بخشی ۲۵ درصدی گوشته نتایج بالا را تائید میکنند و میتوان چنین نتیجه گرفت که واحد پریدوتیتی منطقه چهار دهنه شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت ناشی از ذوب ۲۵ درصدی گوشته در شرایط آبدار در معرض نظام کششی هستند [۲۳-۲۶].

برداشت

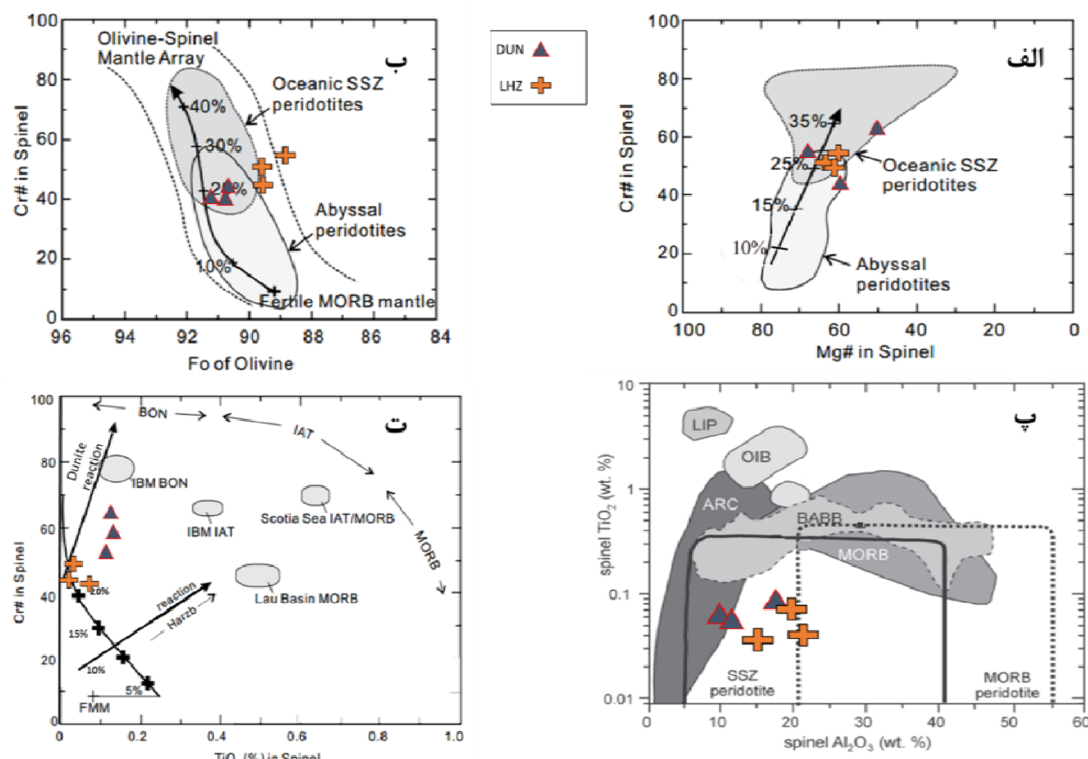
مجموعه پریدوتیتی چهاردهنه شامل از عدسی‌های دونیتی،توده‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی است، بافت غالب این سنگ‌ها دانه شکفتی و کمتر دانه‌ای است. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها الیوین (فورستریت)، ارتوپیروکسن (انستاتیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید) و اسپینل (پالئونست آهن‌دار) هستند. بر اساس روابط دماسنجی و فشارسنجی پیروکسن‌های موجود در لرزولیت و هارزبورژیت‌های منطقه چهاردهنه در گستره دمایی ۱۱۵۰-۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

در فشار ۲ تا ۶ کیلوبار با فشار بخار آب ۱۰ درصد متبلور شده‌اند. کانی کروم‌اسپینل این سنگ ها نیز از نوع پالئونست آهن‌دار بوده و در گستره دمایی ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده است. این واحد پریدوتیتی در یک محیط پشت-قوس پس از ذوب بخشی ۲۵ درصدی تشکیل شده و سپس در اثر فرآیند های زمین‌ساختی روی زمین جایگیری کرده است. این محیط ناشی از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر پهنه ایران مرکزی است [۲۷-۳۰].



شکل۸ الف) تعیین دمای کلینوپیروکسن‌های منطقه چهار دهنه براساس روش مرجع [۱۴]. ب) تعیین مقدار آب ماگما و فشار هنگام تبلور با استفاده از روش مرجع [۱۵]، پ) شاخص دماسنجی برای کانی کلینوپیروکسن بر اساس مدل مرجع [۱۶]، ت) نمودار فشارسنجی برای کانی کلینوپیروکسن برگرفته از مرجع [۱۶] و ث) دماسنجی با استفاده از شیمی کانی اسپینل برگرفته از مدل مراجع [۱۸،۱۷].



شکل ۹ الـف) تعیین محیطی زمین ساختی ماگمایی و میزان ذوب بخشی پریدوتیت‌های منطقه برپایه عدد منیزیوم نسبت به عدد کروم موجود در اسپینل‌ها [۱۹]، (منطقه ابرفرورانش برگرفته از مرجع [۲۰] است) **ب)** نمودار تعیین میزان ذوب‌بخشی و محیط زمین‌ساختی ماگمایی با استفاده از عدد منیزیوم الیوین‌های همزیست با اسپینل‌ها [۲۰] (محیط ابرفرورانش برگرفته از مرجع [۱۹] است). **پ)** نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی ماگمایی برپایه مقدار اکسید آلومنیوم نسبت به اکسید تیتانیوم موجود در کانی اسپینل [۲۰]. **ت)** نمودار اکسید تیتانیوم نسبت به عدد کروم کانی اسپینل [۲۱] که در گستره ذوب ۲۵٪ قرار دارند و نمونه‌های دونیتی از روند واکنشی دونیت‌ها پیروی می‌کنند.

IBM-Izu-Bonin-Mariana; BON—boninite; IAT-island-arc-tholeiite; MORB-mid-oceanic-ridge-basalt; FMM-fertile; MORB- mantle; Harzb-harzburgite.

مراجع

[1] Stocklin g., *"Possible ancient continental margin in Iran", In: Burk C.A., Grake C.L. (Eds.), Geology of continental margins*,Springer, New York.. (1974) 873-887.

[2] Safaii M., *"Geochemistry and Geology of Fariab Hormozgan Chromite ore Deposit,* MSc. Thesis, Geology", economic geology branch, Factuly of science, Shiraz University,(1992).

[3]Salehi S., *"Petrography and geochemistry of Mt.Groom ulterabasic of Rudan*, MSc. Thesis" ,Geology of Hormozgan University. (2015) P.166.

[4] Emilio Saccani , Asghar Dolati , Morteza Delavari , Michele Marroni , Luca pandolfin , Marco Chiari , Edoardo Barbero , *New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran)* . Gondwana Research,(2017).

[5] McCall, G. J. H. and Kidd, R. G. W., , *The makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from the Cretaceous to Present. In: Trench-forearc Geology*, J. K. Leggett (ed), Geological Society Special Publication, (1982) No. 10. pp. 387-397.

[6] Grando G. and McClay K.,. *Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. Sedim*. Geol., 196: (2007) 157-179.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.14.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.723]

[18] Yang Bai, Ben-Xun Su, Yan Xiao, Davide Lenaz, Patrick Asamoah Sakyi, Zi Liang, Chen Chen , Sai-Hong Yang, "*Origin of Reverse Zoned Cr-Spinels from the Paleoproterozoic Yanmenguan Mafic–Ultramafic Complex in the North China Craton", Minerals (*2018), *8*, 62

[19] Gholamreza Ghadami, Habib Ebadi, Jaber Jamalpour, *Geo thermometry and barometry and origin of jaghin gabbros, SE rudan, hormozgan province, Iran*, Iranian Journal of Crystalography and Minarology,(2019) Vol 26, p 845-856,

[20] Dick HJB, Bullen T. *Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas*. Contrib Mineral Petrol 86, (1984), 54–7.

[21] Bridges, J.C., Prichard, H.M., Meireles, C.A.,. *Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Braganca massif, northern Portugal: fragments of island arc mantle?* Geol. Mag,(1995)., 132: 39–49.

[22] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S., *Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks*, Journal of Petrology, (2001), 42,655–671.

[23] Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., and Leat, P.T., , *Geochemistry and tectonic signifcance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic*, Contributions to Mineralogy and Petrology, (2000), v. 139, p. 36–53.

[24] Harald Furnes, Inna safanova., , *Ophiolites of the Central Asian Orogenic Belt: Geochemical and petrological characterization and tectonic settings*, Geoscience frontiers, (2019).

[25] Julian A. Pearce, Robert J. Stern, Sherman H. Bloomer, Patty Fryer, , *Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system:Implications for the nature and distribution of subduction components*, American Geophysical Union, volume 6, (2005), Q07006.

[26] Wu, W.-W., Yang, J.-S., Dilek, Y., Milushi, I., and Lian, D.-Y., , *Multiple episodes of melting, depletion, and enrichment of the Tethyan mantle:*

[7] B. Ronald Frost and Carol D. Frost *, Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*, Cambridge University Press, (2014), P 90-106.

[8] Deer WA, Howie, RA, Zussman J. *An introduction to the rock-forming minerals*. Harlow, UK: Longman Scientifc and Technical, (1992), P.528.

[9] Mutlu ÖZKAN, Ömer Faruk ÇELİK , *, Origin of the pleonaste-bearing mafc–ultramafc rocks from the Armutlu peninsula, NW Turkey* **.** Turkish J Earth Sci,(2018) Vol 27 : P 1-24 .

[10] Mercier J. C. C., Nicolas, A., *"Textures and fabrics of the upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths*", Journal of Petrology 16, (1975), 454–487.

[11] Yildirim Dilek , Jingsui Yang. *Ophiolites, diamonds, and ultrahigh-pressure minerals :New discoveries and concepts on upper mantle* . The Geological Society of America, (2018),10 (1) 3-13.

[12] Deer WA, Howie, RA, Zussman J. *An introduction to the rock-forming minerals. Harlow*, UK: Longman Scientifc and Technical, (1992), 696 P.

[13] Rampone, E., Piccardo, G. B. and Hofmann, A. W, *Multi - stage melt rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence*. Contribution to Mineralogy and Petrology (2008) 156: 453-475

[14] Lindslay D. H., *, "Pyroxene Geothermometry*", American Mineralogist, 68, (1983), 477-493.

[15] Helz R. T., *"Phase relations of basalts in their melting range at PH20= 5 kb as a function of oxygen fugacity"*, Journal of Petrology 14 , (1973) ,249-302.

[16] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PTestimations",* Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119 (1997) 55V60.

[17] Sack, R.O.; Ghiorso, M.S. "*Chromite as a petrogenetic indicator". Rev. Mineral. Geochem.* (1991), *25*, 323–353.

Iranian Journal of Crystalography and Minarology, (2019) Vol 26, p 989-1000.

[29] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielyn B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Vortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process*, Cambridge geol mag press, ,(2011), p 1-34.

[30] Fatemeh Chanideh, Gholamreza Ghadami, Seyed Mohsen Mortazavi, *"Chemical mineral and petrogenesis Sorkh band Ultramafics of Kahnuj-Roudan Ophiolite belt (Nazdasht area), example of refectory residual alpine peridotite*", Iranian Journal of Crystalography and Minarology,(2018) Vol 26 , p703-716.

Petrogenesis of the peridotites and chromitites in the Jurassic Skenderbeu massif, Mirdita ophiolite, Albania, Lithosphere, (2018), v. 10, p. 54–78.

[27] Morteza Delavari, Asghar Dolati, Michele Marroni, Luca Pandolfi, Emilio Saccani, *Association of MORB And SSZ ophiolites Along the shear Zone between coloured melange And bajgan complexes (north makran, iran): evidence from the sorkhband Area* , Ofioliti, (2016), 41 (1), 21-34 - doi: 10.4454/ofioliti. (2016), v41i1.440.

[28] Maryam Yazdani, *Magma genesis in the supra-subduction zone of the Piranshahr ophiolite complex based on the mineral chemistry of clinopyroxene in the North West basalts of Iran*,